

УДК 553.411.071:550.42 (546.1+546.8)

ФЕМОФИЛЬНЫЕ ХИМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОРЕОЛАХ КЕДРОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

И.В. Кучеренко

Томский политехнический университет

E-mail: lev@tpu.ru

Приведены результаты изучения геохимии фемофильных элементов в окolorудных апогнейсовых и апосланцевых метасоматитах Кедровского мезотермального месторождения в Северном Забайкалье. По минералого-петрохимическим данным определена принадлежность метасоматических ореолов к березитовой метасоматической формации с пропилитоподобным профилем изменений на периферии ореолов. Установлен вынос из тыловых зон кремнезема до половины его массы в исходных породах и определены условия выноса. Удаленный из пород кремнезем служил основой для образования золотоносных кварцевых жил. В тыловых зонах окolorудных метасоматических ореолов обнаружены контрастные аномалии фосфора, титана, магния, марганца, железа, калия, а также кальция. Фемическая специализация золотоносных метасоматитов служит указанием на генерацию металлоносных флюидов в мантийных магматических очагах.

Введение

Повторяемость результатов эксперимента или наблюдаемых в пространстве и времени эмпирических данных служит, как известно, критерием закономерности. Обнаруженное ранее [1] явление накопления контрастных аномалий фемофильных элементов (титана, фосфора, магния) в золотоносных околожильных березитах Ирокиндинского рудного поля Северного Забайкалья в ближнем обрамлении рудоконтролирующего глубинного разлома — восточного шва Килянской зоны глубинных разломов и постепенное исчезновение этого эффекта по мере удаления от него получило подтверждение в некоторых крупнейших и рядовых мезотермальных золоторудных месторождениях, — Советском Енисейского района, Сухоложском Ленского района, Кедровском, Каралонском Северного Забайкалья [2, 3], в месторождении Чертово Кoryто Патомского нагорья. Вместе с тем, в некоторых мезотермальных золоторудных полях подобные аномалии в окolorудных метасоматических ореолах и рудах пока не зафиксированы.

Возникшая в связи с приведенными обстоятельствами проблема представляет, как это было показано ранее [1, 3], теоретический и прикладной интерес и, в силу этого, требует обстоятельного исследования как в аспекте масштабов распространения явления, так и в аспекте причин и условий его реализации. Некоторые соображения на сей счет предлагались ранее [3].

В статье приведены и обсуждаются новые данные о накоплении фемофильных элементов в продуктах рудообразующего процесса Кедровского золоторудного месторождения, дополняющие ранее обнаруженные здесь и опубликованные в [2, 4] факты.

1. Краткий очерк геологического строения Кедровского месторождения

Кедровское мезотермальное золотое месторождение площадью около 40 км² по многообразию проявления в занятом им блоке земной коры геологических процессов и, следовательно, по сложности геологического строения, по разнообразию рудовмещающей среды, обеспечивающему обширные возможности для сопоставлений, относится к числу неординарных объектов этого класса и послужило одним из полигонов, на которых разрабатывалась концепция образования мезотермальных золотых месторождений [5]. Основные черты его геологического строения и образования с приложением геологической карты приводились ранее [2, 4 и др.], поэтому ограничимся краткой информацией.

Месторождение находится в Южно-Муйском хребте Северного Забайкалья, в 20 км от устья р. Тулдуны — левого притока р. Витим. Оно сложено мощной протерозойской толщей углеродистых двуслюдяных полевошпат-кварцевых песчано-алевросланцев кедровской свиты, выполняющей Тулдунынский прогиб и образующей восточное крыло субмеридиональ-

ной линейной антиклинальной складки. Замковая часть и западное крыло этой складки уничтожено интрузией габбро рифейского возраста (735 ± 26 млн л) [6]. В центральной части месторождения метаморфические сланцы 335 ± 5 млн л назад [4] подверглись локальному ультраметаморфизму с образованием зрелой очагово-купольной структуры (Кедровского купола), в ядре которой залегает шток кварцевых диоритов и гранодиоритов, в обрамлении — плагиомигматиты и далее плагиогнейсы, постепенно переходящие в метаморфические сланцы. Ультраметаморфический процесс сменился активным магматизмом, в ходе которого образованы малые интрузии (дайки) кислых, затем средних и поздних умеренно щелочных базитовых пород нескольких генераций. Среди последних диагностированы дорудные, внутрирудные и позднерудные. Дайки основного состава протяженностью до многих сотен метров и мощностью до 1 м имеют вертикальное падение и образуют меридиональный пояс шириной не менее 3 км в восточном обрамлении Муйского выступа архейского фундамента и одновременно — висячем (восточном) боку Тулдуньской зоны глубинных разломов, которая ограничивает выступ и контролирует упомянутый массив высокотитанистых габбро. Базитовые дайки выполняют многочисленные субпараллельные тектонические швы, входящие в систему этой зоны.

Рудные тела — золоторудные убого-, малосульфидные кварцевые жилы протяженностью до первых...многих сотен метров и мощностью до 3 м в большинстве своем залегают в дайковом поясе и выполняют сопряженную систему субмеридиональных трещин (разломов) скола, падающих под умеренными углами ($30...50^\circ$) на восток в осадочной толще согласно ее стратификации, и на запад — в магматических и ультраметаморфических породах. Образование рудовмещающих разломов обусловлено разложением субширотных тангенциальных сжимающих усилий при функционировании Тулдуньской зоны глубинных разломов в режиме взброса и ориентировкой поверхностей возникающих максимальных скалывающих напряжений под острым углом к направлению сжимающих усилий, т. е. такой, которая воспроизводится в эксперименте. В осадочной толще поверхности максимальных скалывающих напряжений совпали с поверхностями стратификации. Помимо жил, в сланцевой толще известны минерализованные зоны прожилково-вкрапленных руд, выполненные углеродистыми черными сланцами, и во всех породах — залежи массивных светлых метасоматитов — березитов и березитоидов (с альбитом) мощностью до нескольких ... многих десятков метров.

По данным И.В. Попивняка и др. (1978 г.), руды месторождения образованы в температурном диапазоне $450...75^\circ\text{C}$. Возраст месторождения 282 ± 5 млн л [4].

2. Минералого-петрохимическая зональность околожилных метасоматических ореолов

Приведены результаты минералого-петрохимического изучения околожилных метасоматических

ореолов, один из которых обрамляет золотоносную кварцевую жилу, залегающую на восточной окраине месторождения среди плагиогнейсов ультраметаморфической постройки (Кедровского купола), а другой — минерализованную зону карбонатно-сульфидно-кварцевых прожилково-вкрапленных руд, образованную среди углеродистых песчано-алевросланцев на его южной окраине. Мощность того и другого ореола достигает многих десятков метров.

Альмандин-двуслюдяные плагиогнейсы представляют собой пестро-серые, темно-серые, при обилии биотита — коричневатые-серые крупнокристаллические (до $3...5$ мм) массивные породы со сложно-полосчатой текстурой, напоминающей микроскладчатость и пльчатость, и состоят из альмандина ($1,827 < N < 1,834$), диопсида ($+2V=60^\circ$, $CNg=42^\circ$, оптический знак +, $Ng=1,714$, $Ng=1,682$), буровато-зеленого биотита, мусковита, кварца, олигоклаза — андезина (№ 29...45) в переменных количественных соотношениях с примесью микроклина, графита (графитоида), циркона, апатита, сфена, магнетита. В объеме ореола гнейсы едва мигматизированы с содержанием лейкосомы (кварцевого диорита) не более 10 объ. %.

Регионально метаморфизованные на уровне мусковит-биотитового парагенезиса углеродистые (графит, графитоид) двуслюдяные полевошпат-кварцевые песчано-алевросланцы имеют темно-серый до черного цвет, сланцеватую текстуру, разномасштабную, от мелкозернистой песчаной до крупнозернистой алевритовой структуру. Цемент в результате перекристаллизации приобрел лепидогранобластовую структуру. Обломочная фракция (кварц, полевые шпаты) сохранилась почти полностью и объем ее изменяется в значительных пределах с разбросом значений до нескольких десятков %. В обломочной фракции, как правило, преобладает кварц при подчиненном участии кислых плагиоклазов, редкого микроклина и акцессориев — циркона, магнетита, апатита. Породы содержат в переменных количествах минералы, образованные на этапе регионального метаморфизма — буровато-зеленый, грязно-зеленый биотит, равновесный с ним мусковит в виде чистых, свободных от примесей пластинок, бледно-зеленый, иногда полихромный турмалин, графит (графитоид). По первоначальному составу породы реконструируются как аркозовые или полевошпат-кварцевые песчано-алевросланцы с цементом базальным или соприкосновения.

Околожилные метасоматические ореолы в тех и других породах зональны с аналогичным порядком минеральной зональности и минеральным составом зон, в числе которых выделены внешняя, хлоритовая, альбитовая, тыловая и осевая. Осевая зона сложена золотоносной карбонатно-сульфидно-кварцевой жилой или минерализованной зоной мощностью соответственно до 1 и 3 м. В последнем случае тыловая зона занимает большую часть объема осевой, а в обрамлении кварцевой жилы распространяется на несколько десятков см. Альбитовая зона имеет мощность до нескольких десятков см, хлоритовая — до первых метров.

Наиболее полный набор новообразованных минералов свойствен внешней зоне при минимальной здесь их массе. Набор включает кварц, серицит, лейкоксен, рутил, магнетит, пирит (не всегда), кальцит, альбит, хлориты, цоизит-эпидот (не всегда). Внутренняя граница внешней зоны проходит на рубеже полного растворения цветного минерала исходных пород — биотита при сохранении реликтов турмалина (а в гнейсах — и граната) в более тыловой хлоритовой зоне. Хлоритовая зона сменяется альбитовой на границе полного исчезновения хлоритов. В тыловой зоне исчезает альбит.

Во внешней и более тыловых зонах полевые шпаты замещаются серицитом, серицитом в смеси с кальцитом, с высвобождением части кремнезема и кристаллизацией кварца. В более основных плагиоклазах иногда образуется цоизит. Фиксируется частичная деанортизация плагиоклазов и образование периферийных каемок альбита.

Биотит замещается хлоритами, а последние — мусковитом с высвобождением примеси рутила, лейкоксена и магнетита в виде агрегатов тонких зерен, загрязняющих чешуйки слюд. Среди хлоритов преобладают магнезиально-железистые разновидности (табл. 1). Сфен замещается лейкоксомом.

Таблица 1. Оптические константы и минеральные виды хлоритов во внешней и хлоритовой минеральных зонах околожилных метасоматических ореолов Кедровского месторождения

Номер пробы	Исходная порода и минеральная зона	Оптические константы			Минеральный вид (F)
		Nm	Удлинение	Оптический знак	
K-418	Двуслюдной плагиогнейс, внешняя	1,628	+	–	Брунсвитгит-делессит (68)
K-375	Двуслюдной плагиогнейс, хлоритовая	1,614	+	–	Диабантит (50)
K-307	Двуслюдной плагиогнейс, хлоритовая	1,624	–	+	Рипидолит (50)
KЖ-19	Двуслюдной полевошпат-кварцевый сланец, хлоритовая	1,634	+	–	Брунсвитгит-делессит (75)
K-278	Двуслюдной полевошпат-кварцевый сланец, хлоритовая	1,631	+	–	Брунсвитгит-делессит (70)
K-292	Двуслюдной полевошпат-кварцевый сланец, хлоритовая	1,615	–	+	Рипидолит (45)
K-166	Двуслюдной полевошпат-кварцевый сланец, хлоритовая	1,628	–	+	Рипидолит (55)
K-336	Двуслюдной полевошпат-кварцевый сланец, хлоритовая	1,611	–	+	Рипидолит (38)

Реакции минеральных замещений усиливаются в объеме каждой зоны в направлении к внутренней ее границе, а также от внешней зоны к тыловой с синхронным возрастанием массы новообразованных минералов. Особенно это заметно во внешней

зоне, благодаря чему последняя дифференцируется на подзоны слабого, умеренного, интенсивного изменения с объемом минеральных новообразований до 10, 20, 30 % соответственно. Синхронно изменяется видовой состав минералов в рамках их групп. Цоизит постепенно наращивает содержание железа и трансформируется в эпидот, прежде чем раствориться на границе хлоритовой зоны или вблизи нее.

В тыловых зонах при возрастании общей массы карбонатов до нескольких десятков процентов резко увеличивается доля магнезиально-железистых карбонатов — доломита-анкерита, анкерита, сидерита и появляется марганцовистый кальцит, а размеры метакристаллов-ромбоэдров их увеличиваются до 2...3 мм, вследствие чего порода приобретает порфириобластовую структуру на фоне лепидогранобластовой. Порода очищается от графита (графитоида) и становится светло-серой, зеленовато-светло-серой. Метасоматит тыловой зоны всегда массивен и сложен кварцем, серицитом с реликтовым мусковитом, карбонатами с примесью сульфидов, лейкоксена, рутила, апатита. Из минералов исходных пород в нем сохраняются частично кварц и ранний метаморфический мусковит.

Петрохимические черты околорудного метасоматизма повторяются в обеих метасоматических колонках (табл. 2, 3).

Как можно видеть на примере апогнейсового метасоматического ореола, (табл. 2), минеральные преобразования пород в периферийных внешней и хлоритовой зонах осуществляются в основном за счет внутренних (породных) ресурсов химических элементов, — удельная масса перемещенного вещества здесь не превышает 6...7 %. Можно констатировать лишь незначительный привнос на периферию ореола серы и углекислоты.

Значительные преобразования химического состава пород произошли во внутренних зонах, особенно в тыловой, где перемещено до половины всей массы химических элементов (43 и 45 %). Почти половина кремнезема и почти полностью натрия из пород удалены. Нестабильно поведение только глинозема и воды, хотя 50-процентное снижение массы глинозема в апогнейсовой колонке представляется скорее закономерным, чем случайным, поскольку в разрезе ореолов, исключая тыловую зону, содержание глинозема изменяется незначительно. Все остальные петрогенные компоненты поступили в ореолы извне в количествах, исключаящих перераспределение между зонами. Дополнительные массы калия зафиксированы в сериците, серы — в сульфидах, углекислоты, кальция, магния, железа, марганца — в карбонатах, титана — в рутиле и лейкоксене, фосфора — в апатите.

3. Обсуждение результатов и выводы

Перераспределение в системе метасоматизма щелочей с заменой более сильным основанием калием более слабого основания натрия, поступление и фиксация в системе углекислоты и восстановлен-

Таблица 2. Изменение химических составов алмадин-двуслюдного плагиогнейса и апогнейсовых метасоматитов в минеральных зонах околожильного метасоматического ореола Кедровского месторождения

Номер пробы. Минеральная зона и подзона	Плотность породы. Расстояние от жилы, м	Содержание: окислов в мас. % по данным химического анализа (первая строка), элементов в граммах в 1000 см ³ породы (вторая строка). Величина изменения содержания (увеличение +, уменьшение –) элементов в % к их массе в 1000 см ³ исходной породы (третья строка)															Σ (Δ)
		SiO ₂ Si	Al ₂ O ₃ Al	K ₂ O K	Na ₂ O Na	S сульфид.	CO ₂ C _{сб}	CaO Ca	MgO Mg	FeO Fe ²⁺	Fe ₂ O ₃ Fe ³⁺	TiO ₂ Ti	P ₂ O ₅ P	MnO Mn	H ₂ O ⁺ H	O	
К-603 ВНЕС	2,78 14,0	62,8	17,50	2,30	3,30	0,02	1,06	1,34	3,02	4,41	1,75	0,84	0,12	0,11	1,70		100,27
		814	257	52,8	67,9	0,53	8,04	26,6	50,5	95,1	34,0	14,0	1,44	2,37	5,29	1351	2780,6
К-604 ВНЕУ	2,85 1,4	59,90	17,50	3,70	1,45	0,01	0,54	1,12	3,22	6,17	2,34	0,72	0,28	0,08	2,48		99,51
		798	264	87,5	30,6	0,27	4,21	22,8	55,3	137	46,6	12,3	3,50	1,73	7,91	1364	2835,7
		-2	+2,8	+66	-55	-49	-48	-14	+10	+44	+37	-12	+143	-27	+50	+1	(7)
К-599 1	2,79 1,0	59,90	18,85	2,60	2,60	0,05	0,77	1,82	1,55	5,36	2,35	0,92	0,20	0,07	2,93		99,97
		781	278	60,2	53,8	1,38	5,86	36,3	26,1	116	45,9	15,4	2,42	1,55	9,15	1355	2788,1
		-4	+8,4	+14	-21	+160	-27	+36	-48	+22	+35	+10	+68	-35	+73	+0,3	(6)
К-598 ВНУ	2,89 0,3	31,40	9,05	2,80	0,14	0,41	14,6	10,5	15,6	6,97	2,71	1,60	0,86	0,15	1,24		98,03
		424	138	67,2	3,01	11,9	115	217	272	156	54,8	27,8	10,9	3,37	4,01	1327	2832,0
		-48	-46	+27	-96	2140	1330	+716	+439	+65	+61	+98	+653	+42	-24	-1,8	(45)

Примечание. Здесь и в табл. 3: 1) ВНЕС, ВНЕУ – внешняя зона, подзоны соответственно слабого и умеренного изменения; 1, 2, ВНУ – хлоритовая, альбитовая, тыловая зоны; 2) петрохимические пересчеты выполнены по объемно-атомному методу; 3) Δ – удельная масса перемещенного (привнесенного и вынесенного) вещества в % к массе вещества исходной породы (пробы К-603 и К-402) в стандартном геометрическом объеме 1000 см³; 4) полные химические силикатные анализы горных пород выполнены в ЦЛ ПГО «Запсибгеология» (г. Новокузнецк) под руководством И.А. Дубровской

Таблица 3. Изменение химических составов углеродистых двуслюдных полевошпат-кварцевых песчано-алевросланцев и апосланцевых метасоматитов в минеральных зонах околожильного метасоматического ореола Кедровского месторождения

Номер пробы. Минеральная зона и подзона	Плотность породы. Расстояние от жилы, м	Содержание: окислов в мас. % по данным химического анализа (первая строка), элементов в граммах в 1000 см ³ породы (вторая строка). Величина изменения содержания (увеличение +, уменьшение –) элементов в % к их массе в 1000 см ³ исходной породы (третья строка)															Σ (Δ)
		SiO ₂ Si	Al ₂ O ₃ Al	K ₂ O K	Na ₂ O Na	S сульфид.	CO ₂ C _{сб}	CaO Ca	MgO Mg	FeO Fe ²⁺	Fe ₂ O ₃ Fe ³⁺	TiO ₂ Ti	P ₂ O ₅ P	MnO Mn	H ₂ O ⁺ H	O	
К-402 ВНЕС	2,69 4,5	77,26	12,73	0,64	4,96	0,00	0,18	0,84	0,30	1,42	0,66	0,31	0,03	0,05	0,35		99,73
		971	181	14,3	99,0	0,00	1,32	16,2	4,88	29,7	12,4	5,01	0,36	1,00	1,05	1345	2682,2
К-401 2	2,77 2,0	62,73	13,07	2,18	3,22	0,25	3,53	1,10	3,40	5,31	2,84	0,55	0,12	0,22	2,27		100,79
		806	190	49,7	65,8	6,92	26,5	21,6	56,3	113	54,6	9,14	1,44	4,74	6,97	1357	2769,7
		-17	+4,9	+248	-34	+	1905	+33	1053	+282	+340	+82	+300	+374	+564	+0,9	(18)
К-400 ВНУ	2,89 1,0	44,13	12,91	3,26	0,32	0,09	11,8	7,68	5,28	7,24	1,38	0,50	0,22	0,20	5,18		100,19
		595	197	77,9	6,87	2,61	92,6	158	91,8	162	27,9	8,67	2,78	4,47	16,7	1444	2888,3
		-39	+8,8	+445	-93	+	6913	+880	1781	+447	+125	+73	+672	+347	1492	+7,4	(43)

ной серы в сочетании с минеральным составом метасоматитов внутренних и периферийных зон характеризует рассмотренные ореолы как отвечающие сочетанию пропилитовой и березитовой формаций, свойственному мезотермальному золотым месторождениям, в том числе тем из них, которые образованы в черносланцевых толщах. Последнее, помимо прочего, служит одним из признаков генетической однородности месторождений, образованных в черносланцевом и кристаллическом субстрате.

Вынос из тыловых зон формирующихся метасоматических ореолов значительных масс кремнезема, – до 600 кг из 1 м³ породы, обычно происходит, как это отмечалось ранее [1], в случае формирования ореолов в высококремнистой среде, но не всегда. Доказательства того, что это происходит не всегда, содержатся в самом Кедровском месторождении.

Промышленные жилы месторождения в большинстве своем (Шаманские, Осинные, Промежуточные, Пинегинские, Жиганские и другие) зале-

гают в толще высококремнистых углеродистых полевошпат-кварцевых и кварцевых сланцев, но не сопровождаются в альбандах околожильными изменениями, отделяясь резкой границей от вмещающих черных сланцев. Чтобы понять причины этого, надо учесть «поведение» кварца и кремнезема в кислотных и щелочных средах. В первом случае кварц не растворяется, во втором – кремнезем кварца легко переходит в раствор [7].

Отложению в апосланцевых березитах значительной, до нескольких десятков %, массы карбонатов должно было предшествовать растворение основного минерала сланцев – кварца как средство высвобождения пространства для карбонатов. Поскольку это могло произойти только под воздействием щелочных растворов, следует принять, что ранние растворы были щелочными, а нагрузившись кремнеземом, охлаждаясь, трансформировались в кислотный режим. Последнее обусловило массовое отложение кремнезема в аккумулятив-

ших растворы трещинах и образование кварцевых жил. Кислотные растворы были не способны взаимодействовать с существенно кварцевыми породами в стенках трещин, вследствие чего породы здесь не несут признаков околожильных изменений. Вероятно, главным источником кремнезема для образования кварцевых жил месторождения служили закартированные в месторождении на всех участках мощные (до десятков метров) залежи апосланцевых и апогнейсовых березитов и березитоидов, из которых растворы транспортировали кремнезем в возникавшие трещинные полости. Дополнительным источником кремнезема для образования кварцевых жил служили полевые шпаты разных пород, при разложении которых уже кислотными растворами и замещении серицитом высвобождался кремнезем. Из сильно пересыщенных кремнеземом относительно кварца растворов кристаллизовался метастабильный кристобалит, который позднее превращался в кварц [8, 9]. Если это было так, а иной вариант реконструкции процесса не просматривается, следует считать, что поступающие из очагов генерации флюиды были стерильны в отношении кремнезема, но отнюдь не насыщены им до состояния рассолов, как это следует из [10–13].

Образование контрастных аномалий фемофильных элементов (P, Ti, Mg, Mn, Fe) в апогнейсовых и апосланцевых березитах дополняет картину фемофильной специализации, свойственной также аподиоритовым, апогаббровым березитам (лиственитам) и внутридайковым аподолеритовым метасоматитам месторождения [2, 4]. Оно согласуется с контролем оруденения глубинными, выполненными дайками

долеритов, в том числе внутрирудными флюидопроводниками [2], разломами. Поскольку титан и фосфор наиболее подвижны в щелочных средах, поступление их в блоки рудообразования обеспечивается щелочным режимом ранних металлоносных растворов, трансформация которых в кислотные обусловила массовое отложение этих элементов.

В отличие от соседнего Ирокиндинского месторождения, околожильные золотоносные березиты которого обогащены элементами триады (P, Ti, Mg) в непосредственном обрамлении рудоконтролирующего глубинного разлома — восточного шва Киянской зоны глубинных разломов, содержания которых сменяются кларковыми по мере удаления от разлома [1], в Кедровском месторождении фемофильными элементами обогащены околорудные метасоматиты на всей его территории. Это объясняется приуроченностью месторождения к широкому субмеридиональному поясу выполненных дайками-флюидопроводниками долеритов тектонических швов — составляющих рудоконтролирующей Тулдуновской зоны глубинных разломов.

Учитывая геохимический профиль обсуждаемых элементов, тесные парагенные связи их с базитовыми, щелочно-базитовыми и щелочными магмами [12], факт поступления фемических элементов при образовании мезотермальных золотых месторождений с металлоносными растворами по зонам глубинных разломов и в чередовании с умеренно щелочными базитовыми расплавами служит дополнительным указанием на участие в растворах компонентов мантии и наиболее вероятную генерацию растворов в мантийных магматических очагах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кучеренко И.В. О фосфор-магний-титановой специализации золотоносных березитов // Доклады РАН. — 1987. — Т. 293. — № 2. — С. 443–447.
2. Кучеренко И.В. Теоретические и прикладные аспекты изучения геохимии титана, фосфора, магния в мезотермальных золотых месторождениях. Ч. 1 // Известия Томского политехнического университета. — 2004. — Т. 307. — № 2. — С. 49–55.
3. Кучеренко И.В. Теоретические и прикладные аспекты изучения геохимии титана, фосфора, магния в мезотермальных золотых месторождениях. Ч. 2 // Известия Томского политехнического университета. — 2004. — Т. 307. — № 3. — С. 35–42.
4. Кучеренко И.В. Околорудный метасоматизм как критерий генетической однородности мезотермальных золотых месторождений, образованных в черносланцевом и несланцевом субстрате // Известия Томского политехнического университета. — 2005. — Т. 308. — № 1. — С. 9–15.
5. Кучеренко И.В. Концепция мезотермального рудообразования в золоторудных районах складчатых сооружений южной Сибири // Известия Томского политехнического университета. — 2001. — Т. 304. — № 1. — С. 182–197.
6. Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш. и др. Байкало-Муйский пояс: возраст, этапы формирования и эволюция корообразования (U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Матер. 32^{ой} тектонич. совещ. — М.: 1999. — Т. 2. — С. 93–95.
7. Сахарова М.С., Ряховская С.К., Турчкова А.Г. Посткристаллизационные преобразования золото-кварцевых агрегатов в гидротермальных условиях (экспериментальные данные) // Геохимия. — 1999. — № 5. — С. 486–493.
8. Zarsky G.P. The influence of acidic fluoride and chloride solutions on the geochemical behaviour of Al, Si and W // Fluids in the Crust: Equilibrium and Transport Properties. — London: Chapman and Hall, 1995. — P. 139–162.
9. Алексеев В.А., Балашов В.Н., Зарайский Г.П. Кинематика и моделирование взаимодействия раствор-порода // Петрология. — Т. 5. — № 1. — С. 42–50.
10. Маракушев А.А. Проблема рудоносности гранитов // Геология рудных месторождений. — 1984. — Т. 26. — № 5. — С. 3–15.
11. Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Коротаев М.Ю. Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. — 1983. — № 1. — С. 3–21.
12. Сук Н.И. Поведение рудных элементов в расслаивающихся силикатно-солевых системах // Петрология. — 1997. — Т. 5. — № 1. — С. 23–31.
13. Чевычелов В.Ю. Распределение полиметаллов между гранитоидным расплавом, флюидно-солевой и флюидной фазами // Доклады РАН. — 1992. — Т. 325. — № 2. — С. 378–381.

Поступила 22.01.2007 г.